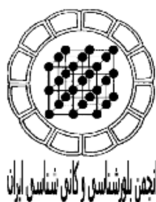
مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران

مقاله پژوهشی

سال بیست و نهم، شمارهٔ چهارم، زمستان ۱۴۰۰، از صفحهٔ ۸۳۷ تا ۸۵۲



زمین‌شیمی و سنگ‌زایی مونزونیت‌های پتاسیم‌دار در مجموعه آذرین لار در شمال زاهدان، شرق ایران؛ با تاکید بر خاستگاه آداکیت‌های نوع C

ساسان غفاری بیجار*، محسن آروین، سارا درگاهی

بخش زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر، کرمان، ایران

(دریافت مقاله: ۹۹/۱۲/۲، نسخه نهایی: ۱۴۰۰/۲/۲۹)

چکیده: مجموعه آذرین لار در بخش مرکزی پهنه زمین درز سیستان و در فاصله ۲۲ کیلومتری شمال زاهدان رخنمون دارد. این مجموعه دارای تنوعی از سنگ‌های درونی و نیمه‌نفوذی تحت اشباع تا اشباع از سیلیس شامل سینیت، نفلین سینیت، شونکینیت، لامپروفیرها و مونزونیت‌ها و سنگ‌های خروجی شامل توف و برش است. مونزونیت‌ها به صورت توده‌هایی استوک مانند، در بخش‌های جنوب شرقی-جنوبی و شمالی این مجموعه رخنمون دارند. این سنگ‌ها با بافت پورفیری و ترکیب کوارتز مونزونیتی و مونزونیتی، دربردارنده فلدسپارهای آلکالن، پلاژیوکلاز، کوارتز، آمفیبول و بیوتیت هستند. مقدار SiO_2، Al_2O_3، K_2O و نسبت K_2O/Na_2O بالا، مونزونیت‌های مجموعه آذرین لار را در رده کوارتز مونزونیت‌های متالومین اشباع از سیلیس، شوشونیتی و از رده سنگ‌های پتاسیم‌دار ایالت رومن قرار داده است. کاهش مقدار FeO، CaO، MnO، TiO_2، P_2O_5 و MgO طی تکامل ماگما، بیانگر تفریق کانی‌های مافیک، پلاژیوکلازهای کلسیم‌دار، آپاتیت و تیتانیت در ماگمای مادر این سنگ‌هاست. بررسی‌های زمین شیمیایی نشان می‌دهد که فرآیند ذوب‌بخشی، در قیاس با پدیده تفریق، اثر بیشتری بر زمین‌شیمی این سنگ‌ها داشته است. سنگ های مونزونیتی در مجموعه آذرین لار دارای غنی‌شدگی از عناصر خاکی نادر سبک و عناصر LIL (به جز Ba) و تهی شدگی از عناصر HFS (Nb، Ta، Ti و Zr) هستند. ناهنجاری‌های منفی Ba، Nb، Ta و Ti و نسبت Ba/Nb بالا در این سنگ‌ها ارتباط آن‌ها با فرآیندهای فرورانش را نشان می‌دهد. مقدار K_2O و نسبت K_2O/Na_2O بالا، نسبت Sr/Y آداکیتی و ارتباط با جایگاه زمین‌ساختی پس از برخوردی، مونزونیت‌های مجموعه آذرین لار را در رده آداکیت‌های قاره‌ای یا آداکیت‌های نوع C قرار داده است. الگوی عناصر خاکی نادر، نسبت Nb/Ta پایین و مشابه پوسته و ارتباط مثبت میان نسبت‌های Sr/Y و La/Yb بیانگر ذوب پوسته قاره‌ای تحتانی و دربردارنده آمفیبول است. غلظت بالای Th، ناهنجاری منفی Ce، نسبت Nb/U مشابه با رسوب‌های فرورانده، غلظت بالای Ni و عدد منیزیمی (Mg#) بیش از ۴۵ نشان می‌دهد که نه تنها ماگماهایی با برخی ویژگی‌های زمین شیمیایی مشابه رسوب‌های فرورانده در تشکیل بخش تحتانی پوسته قاره‌ای نقش داشته‌اند، بلکه بخش تحتانی پوسته قاره‌ای نیز ورقه‌ای و جدا شده و ماگمای ناشی از ذوب این بخش، طی صعود، برخی ویژگی‌های زمین شیمیایی پریدوتیت را به ارث برده‌اند.

واژه‌های کلیدی: *مجموعه آذرین لار؛ مونزونیت‌های پتاسیم‌دار؛ آداکیت های نوع C؛ پوسته قاره‌ای؛ ورقه‌ای شدن.*

مقدمه

اصطلاح آداکیت نخستین بار برای توصیف یک نوع غیر معمول از آندزیت‌های منیزیم‌دار سدیمی در جزیره آداک واقع در مجمع الجزایر الئوشین که در اثر ذوب پوسته اقیانوسی جوان و داغ در حال فرورانش ایجاد می‌شوند، به کار رفت [۱]. آداکیت‌ها از نظر سنگ‌شناسی مجموعه‌ای از سنگ‌های حدواسط تا فلسی با ترکیب هورنبلند-آندزیت تا داسیت و ریولیت را شامل می‌شوند و اعضای بازالتی در آن‌ها کمیاب هستند [۲]. سنگ‌های آداکیتی از نظر زمین‌شیمیایی، دارای SiO_2 بیش از ۵۶wt%، Al_2O_3 بیش از ۱۵wt%، نسبت‌های Sr/Y و بیش از

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۳۵۸۳۹۳۹۴، پست الکترونیکی: Sasan.ghb@sci.uk.ac.ir

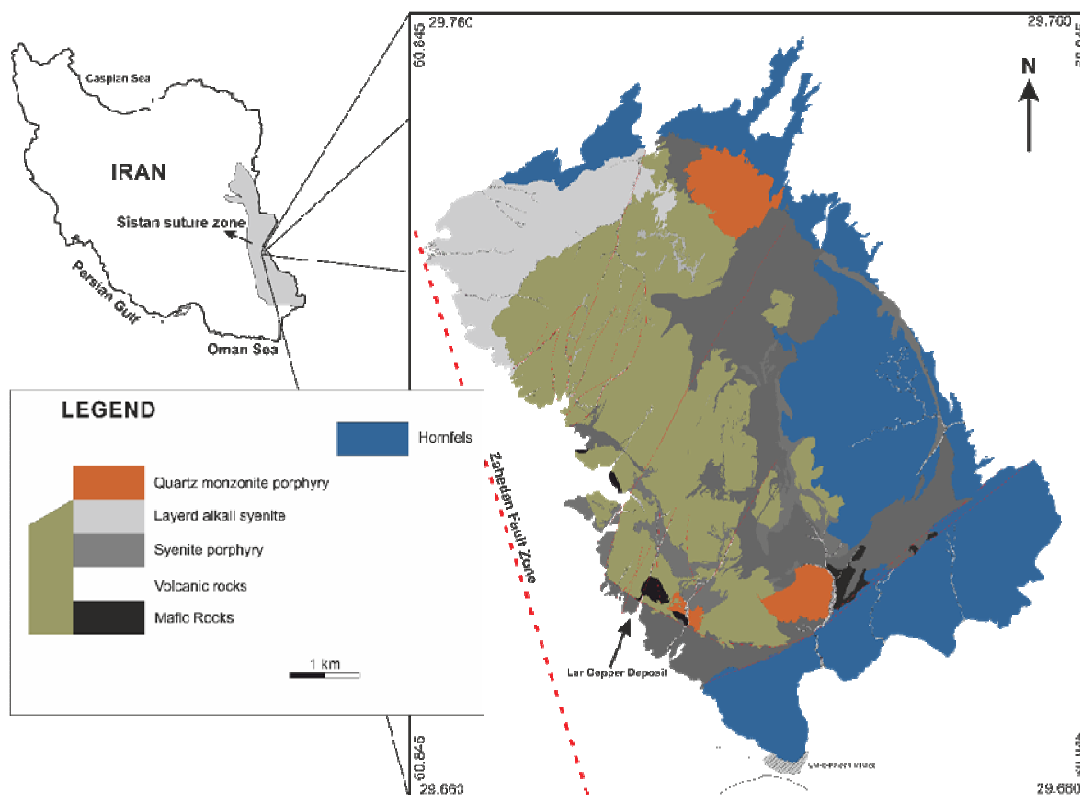
[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.4.10.3]

[DOI: 10.52547/ijcm.29.4.837]

La/Yb ۲۰ هستند [۳]. با این وجود، ویژگی‌های کلیدی زمین شیمیایی آداکیتی (بالا بودن نسبت‌های Sr/Y و La/Yb)، لزوماً ارتباطی به ذوب پوسته اقیانوسی بازالتی ندارد؛ بلکه فرآیندهای هضم پوسته‌ای و تبلور تفریقی (AFC) توسط ماگماهای مادر بازالتی [۴-۶]، اختلاط ماگماهای مافیک برآمده از گوشته با ماگماهای فلسی شکل گرفته از پوسته [۷] و همچنین ذوب‌بخشی پوسته تحتانی ضخیم شده و یا ورقه‌ای شده [۱، ۸] می‌توانند ماگماهایی شبه آداکیتی را ایجاد کنند. در این پژوهش، زمین‌شیمی، سنگ‌نگاری و سنگ‌زایی مونزونیت‌های لار با هدف تعیین محیط زمین‌ساختی، فرآیندهای ماگمایی با تاکید بر خاستگاه و عوامل موثر بر آن بررسی شدند (شکل ۱).

زمین شناسی

ایران به عنوان بخشی از سامانه کوهزایی آلپ-هیمالیا، در اواخر پالئوزوئیک تا اوایل مزوزوئیک به کرانه جنوبی اوراسیا افزوده شده است [۹]. در ادامه، برخورد بین صفحه‌های قاره‌ای عربستان و ایران باعث بسته شدن نئوتتیس در اواخر کرتاسه تا اواسط ائوسن شده است. نتیجه این برخوردهای قاره‌ای، تشکیل رشته کوه‌های البرز-کپه داغ در شمال، کمربند کوهزایی زاگرس در جنوب و رشته کوه‌های شرقی ایران بوده است [۱۰]. پهنه زمین درز سیستان که از شاخه‌های حوضه اقیانوسی نئوتتیس بوده، اواخر کرتاسه- پالئوسن و درپی بسته شدن اقیانوس سیستان میان صفحه‌های لوت و افغان، با روند شمالی-جنوبی گسترش یافته است [۱۱]. با این وجود، راستای فرورانش اقیانوس سیستان و جزئیات زمین‌ساختی این پهنه هنوز به طور کامل مشخص نیست [۱۲]. مجموعه آذرین لار که در بخش مرکزی پهنه زمین‌درز سیستان و فاصله ۲۲ کیلومتری شمال زاهدان رخنمون دارد دارای تنوعی از سنگ-های درونی و نیمه نفوذی تحت اشباع تا اشباع از سیلیس (شامل سینیت، نفلین سینیت، شونکینیت، لامپروفیرها و مونزونیت‌ها) و سنگ‌های خروجی (شامل توف و برش) است. توده‌های شبه استوک و مونزونیتی در این مجموعه، در دو بخش جنوب شرقی-جنوبی و شمالی رخنمون دارند. ویژگی بارز این مجموعه رخنمون برجسته تر در قیاس با انواع دایک-های سینیتی و نفوذی‌های مافیک منطقه است.



شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی مجموعه آذرین لار در پهنه زمین درز سیستان واقع در شرق ایران؛ واحدهای سنگ‌شناسی اصلی در این نقشه رسم شده‌اند.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.4.10.3]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.4.837]

فرسایش مرکزگرای شدید (پوست پیازی) باعث ایجاد لبه‌هایی گرد و بدون زاویه در این توده و واریزه‌های ناشی از آن شده است؛ افزون بر این، عملکرد فرسایش تایفونی رخنمونی لانه زنبوری به این توده‌ها، به ویژه بخش‌های مرتفع‌تر آن‌ها داده است (شکل ۲). این سنگ‌ها در بردارنده بلورهای مگاکریست (۱-۳ سانتی متر) گوشتی‌رنگ ارتوکلاز هستند که در زمینه‌ای از درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، آمفیبول‌های سوزنی و کوارتز قرار دارند. برابری نسبی فلدسپارهای آلکالن و پلاژیوکلازها، این سنگ‌ها را در رده‌سنگ‌های مونزونیتی قرار می‌دهد. رنگ گوشتی بلورهای مگاکریست فلدسپار آلکالن، سرسیتی‌شدن و رسی‌شدن پلاژیوکلازها و فلدسپارهای آلکالن و همچنین تشکیل اکسیدهای آهن ثانویه، به رخنمون این مجموعه رنگ صورتی تا زرد کمرنگ داده است. رگه‌ها و دایک‌هایی با ضخامت چند سانتی‌متر تا بیش از یک متر و با ترکیب سینیتی تمام روشن شامل ارتوکلازهای گوشتی رنگ در این مجموعه نفوذ کرده‌اند.

سنگ‌نگاری

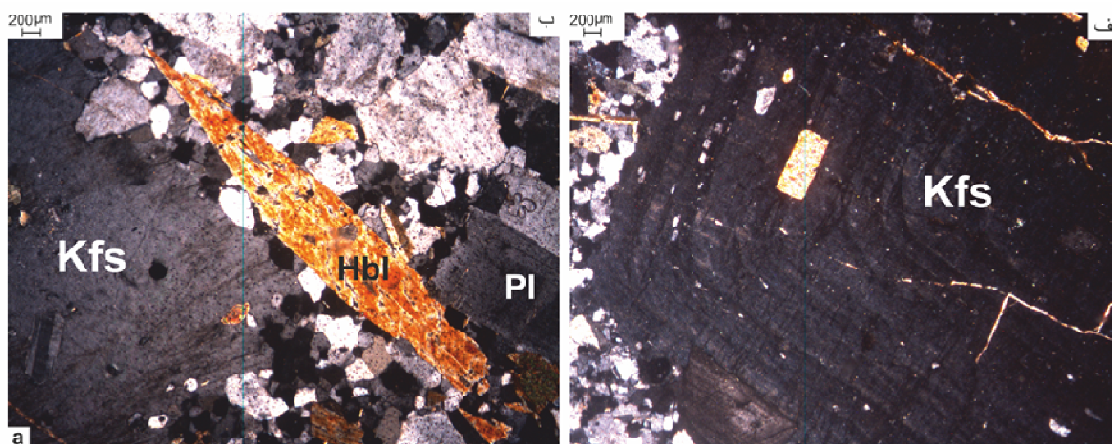
ترکیب سنگ‌شناسی مودال در این مجموعه شامل کوارتز مونزونیت و مونزونیت است. اما ترکیب‌های کوارتز سینومونزونیت و گاهی کوارتز سینیتی نیز مشاهده می‌شوند. ترکیب‌های سینیتی بیشتر در بخش‌های در معرض نفوذی‌های سینیتی تاخیری، دیده می‌شوند. این سنگ‌ها دارای ضریب رنگین ۱۵-۱۰ هستند؛ بنابراین برپایه رده‌بندی کمیته بین المللی علوم زمین (IUGS) در گروه سنگ‌های روشن هستند. سازندگان اصلی سنگ‌های مونزونیتی در مجموعه آذرین لار به ترتیب فراوانی شامل فلدسپارهای آلکالن (۵۵-۴۰ درصد حجمی؛ شامل ارتوکلاز، ارتوکلاز میکروپرتیت، میکروکلین و میکروکلین میکروپرتیت)، پلاژیوکلاز (۳۵-۲۵ درصد حجمی)، کوارتز (۱۲-۷ درصد)، آمفیبول (۱۰-۷ درصد حجمی) و بیوتیت (۵-۱ درصد حجمی) هستند. مونزونیت‌های مجموعه آذرین لار بافت پورفیری دارند؛ حضور بلورهای مگاکریست ارتوکلاز، درشت بلورهای پلاژیوکلاز و فلدسپارهای آلکالن باعث ایجاد بافت پورفیری ناهمسان دانه در این سنگ‌ها شده است. در اینجا بلورهای مگاکریست و درشت بلورهای ارتوکلاز، درشت بلورهای پلاژیوکلاز، آمفیبول و به ندرت بیوتیت در زمینه‌ای ریزدانه‌ای تا دانه‌ای از این کانی‌ها به همراه کوارتز، قرار دارند. مهمترین کانی‌های فرعی در این سنگ‌ها تیتانیت و آپاتیت هستند. کلریت، اپیدوت، زئوسیت، کلینوزئوسیت، تیتانیت، بیوتیت، سرسیت، مسکوویت، اکسیدهای آهن و کانی‌های اپک را می‌توان مهمترین کانی‌های ثانویه در این سنگ‌ها بر شمرد.

وجود منطقه‌بندی و میانبارهایی از سایر کانی‌ها را می‌توان مهمترین ویژگی کلان بلورهای ارتوکلاز مجموعه آذرین لار در نظر گرفت (شکل ۳ الف) منطقه‌بندی در این بلورهای مگاکریست ارتوکلاز در بخش لبه‌ای اغلب با افزایش نسبی ضخامت پهنه‌ها همراه است. به نظر می‌رسد که وقفه‌های طولانی در پر شدن اتاقک ماگمایی عامل افزایش ضخامت این پهنه‌هاست. بررسی‌های میکروسکوپی نشان می‌دهد که اغلب درشت بلورهای پلاژیوکلاز ترکیب الیگوکلاز-آندزین دارند. درشت بلورهای پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها اغلب دارای بافت انباشتی هستند و گاهی نیز رشد هم محور را نشان می‌دهند. هم رشدی پلاژیوکلازها گاهی باعث ایجاد شکل‌های عمود بر هم یا (T) مانند شده است. آمفیبول‌ها در نور موازی سبز کمرنگ هستند و چندرنگی متوسط دارند. این آمفیبول‌ها زاویه خاموشی ۲۵-۱۸ درجه و طویل‌شدگی مثبت دارند و به نظر می‌رسد که در خانواده هورنبلند سبز رده‌بندی می‌شوند. هورنبلندها در سنگ‌های مونزونیتی لار به صورت کانی‌های نیمه شکلدار، بی شکل و گاهی خودشکل (شکل ۳ ب) هستند و گاهی بافت انباشتی و چند بلوری و در مواردی نیز رشد هم محور نشان می‌دهند. کانی‌های کوارتز به صورت بافت چند وجهی، بیشتر در کنار بلورهای مگاکریست و درشت‌بلورهای فلدسپار آلکالن و درشت بلورهای پلاژیوکلاز حضور دارند؛ این حالت باعث ایجاد بافت مورتار در این سنگ‌ها شده است. بیوتیت‌ها به صورت درشت بلورها و گاهی ریزبلورهای نیمه شکلدار تا بی شکل و گاهی خودشکل تخته‌ای، تیغه‌ای و سوزنی در سنگ حضور دارند. بیوتیت گاهی بافت شکستگی و خمیدگی نشان می‌دهد.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.4.10.3]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.4.837]



شکل ۲ فرسایش تایفونی و رخنمون لانه زنبوری در مونزونیت‌های مجموعه آذرین لار.



شکل ۳ الف) مگاکریست ارتوکلاز دارای منطقه‌بندی و ریزدرشت بلور خودشکل بیوتیت به موازی با سطوح منطقه‌بندی؛ ب) درشت بلور خودشکل آمفیبول در خمیره‌ای دانه‌ای در مونزونیت‌های مجموعه آذرین لار (نور متقاطع).

روش پژوهش

در این پژوهش، پس از بررسی‌های دقیق سنگ‌نگاری، تعداد ۱۳ نمونه از سنگ‌های مونزونیتی با کمترین دگرسانی در مجموعه آذرین لار برای تجزیه سنگ کل انتخاب شدند. تجزیه عناصر اصلی با طیف‌سنجی نشرنوری پلاسمای جفت شده القایی (ICP-AES) و آنالیز عناصر کمیاب با طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) در آزمایشگاه زمین شیمی ALS Chemex شهر ونکوور در کشور کانادا انجام شدند (جدول ۱).

زمین شیمی

مقدار SiO_2 در مونزونیت های مجموعه آذرین لار از ۶۱/۶ تا ۶۸/۴ درصد وزنی تغییر می‌کند. مقدار Al_2O_3 نیز بالا بوده و از ۱۷/۵ تا ۱۵/۴ در نوسان است. در نمودار مجموع عناصر قلیایی نسبت به سیلیس (TAS) [۱۳]، سنگ‌های مورد بررسی در گستره کوارتز مونزونیت و تنها یک نمونه در گستره سینیت قرار دارند (شکل ۴ الف). مقدار K_2O (۵/۹۵-۴/۹۴ درصد) و نسبت K_2O/Na_2O (۱/۴۰-۱/۱۳) در مونزونیت‌های لار بالاست. نمودار تغییرات SiO_2 نسبت به K_2O [۱۴] نشان می‌دهد که این سنگ‌ها، به دلیل غلظت بالای پتاسیم، در گستره سنگ‌های سری شوشونیتی قرار دارند (شکل ۴ ب). در این نمودار، مرز بین سری‌های تولئیتی، آهکی قلیایی و آهکی قلیایی با پتاسیم بالا بر اساس بررسی‌های لومتر [۱۵] رسم شده است. برپایه رده‌بندی سنگ‌های پتاسیم‌دار [۱۶]، سنگ‌های منطقه مورد بررسی در گستره سنگ‌های ایالت رومن ایتالیا قرار دارند (شکل ۵ الف). قرار گرفتن مونزونیت‌های لار در گستره سنگ‌های پتاسیم‌دار ایالت رومن بیانگر ارتباط آن‌ها با ماگمازایی در مناطق کوهزایی است. فراست و فراست [۱۷] با استفاده از شاخص قلیایی (AI) و شاخص اشباعیت سیلیس

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.4.10.3]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.4.837]

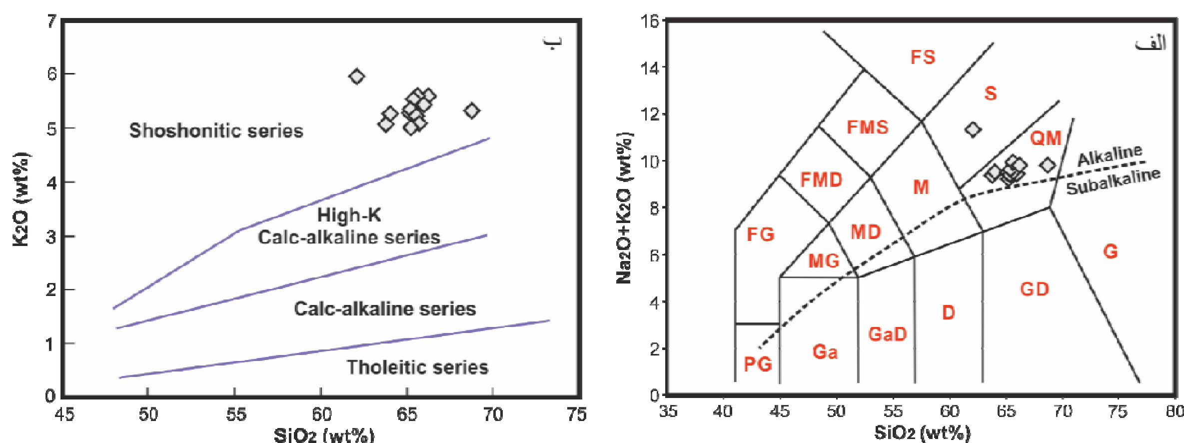
[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.4.10.3]

[DOI: 10.52547/ijcm.29.4.837]

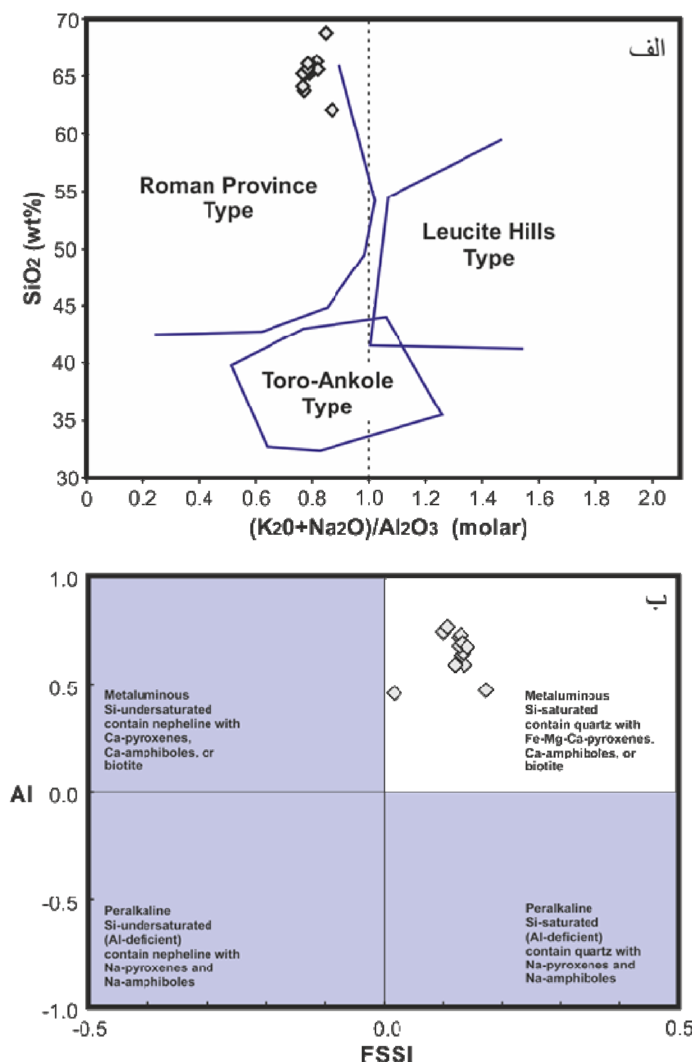
فلدسپاتوئید (FSSI)، سنگ‌های قلیایی و غیرقلیایی اشباع و تحت اشباع از سیلیس را تفکیک نمودند. به اعتقاد کانتیسلی و همکاران [۱۸]، بهترین تمایز سنگ‌های پتاسیم‌دار و اولتراپتاسیک ایتالیا به درجه اشباع بودن سنگ‌ها از سیلیس برمی‌گردد؛ براین اساس، سنگ‌های مونزونیتی منطقه مورد بررسی در نمودار تغییرات FSSI نسبت به AI، در رده سنگ‌های پتاسیم‌دار "متالومین اشباع از سیلیس" قرار دارند (شکل ۵ ب).

جدول ۱ نتایج تجزیه شیمیایی سنگ کل مونزونیت‌های مجموعه آذرین لار ($FeO_t = Fe_2O_3$ و LOI= افت گرمایی).

Sam	LM1	LM2	LM3	LM4	LM5	LM6	LM7	LM8	LM9	LM10	LM11	LM12	LM13
SiO_2	۶۳٫۳	۶۴٫۹	۶۲٫۶	۶۳٫۷	۶۸٫۴	۶۴٫۶	۶۴٫۶	۶۴٫۸	۶۵٫۱	۶۵٫۷	۶۶٫۲	۶۵٫۷	۶۱٫۶
Al_2O_3	۱۶٫۴	۱۵٫۶۵	۱۶٫۰۵	۱۵٫۶۵	۱۵٫۴	۱۵٫۸۵	۱۵٫۸	۱۶٫۱۵	۱۶	۱۶٫۱۵	۱۶٫۱	۱۵٫۸۵	۱۷٫۵
Fe_2O_3	۴٫۱۹	۳٫۶۵	۴٫۲۴	۳٫۸۱	۲٫۶۸	۳٫۷۵	۳٫۹	۳٫۸۸	۳٫۸۹	۳٫۴	۳٫۶۸	۳٫۵	۴
CaO	۳٫۳۴	۲٫۹۱	۳٫۴۵	۳٫۳۲	۲٫۰۱	۳٫۰۱	۳٫۰۲	۳٫۱۹	۳٫۲۸	۳٫۰۸	۳٫۲۲	۲٫۶۲	۲٫۶۱
MgO	۱٫۹۴	۱٫۷۹	۲٫۴۴	۲٫۰۲	۱٫۲۳	۱٫۹۶	۱٫۷۲	۱٫۷۶	۱٫۸۳	۱٫۶۷	۱٫۷۴	۱٫۶۲	۱٫۸۴
Na_2O	۴٫۱۶	۳٫۸۷	۴٫۱۷	۴٫۰۳	۴٫۳۸	۴٫۰۸	۳٫۹۶	۴٫۱۱	۴٫۰۹	۴٫۲۸	۴٫۴۲	۴٫۱۲	۵٫۲۹
K_2O	۵٫۲۴	۵٫۴	۵٫۰۱	۴٫۹۴	۵٫۳۵	۵٫۱۸	۵٫۵۲	۵٫۲۹	۵٫۳۷	۵٫۶۴	۵٫۱۶	۵٫۵۹	۵٫۹۶
Cr_2O_3	۰٫۰۱>	۰٫۰۱>	۰٫۰۱>	۰٫۰۱>	۰٫۰۱>	۰٫۰۱>	۰٫۰۱>	۰٫۰۱>	۰٫۰۱>	۰٫۰۱>	۰٫۰۱>	۰٫۰۱>	۰٫۰۱>
TiO_2	۰٫۳۵	۰٫۲۹	۰٫۳۵	۰٫۳۱	۰٫۲۲	۰٫۳	۰٫۳۴	۰٫۳۴	۰٫۳۳	۰٫۳۱	۰٫۳۱	۰٫۳	۰٫۴
MnO	۰٫۰۷	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۴	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۹
P_2O_5	۰٫۳۲	۰٫۲۵	۰٫۳۱	۰٫۲۸	۰٫۱۶	۰٫۲۷	۰٫۳	۰٫۳	۰٫۲۹	۰٫۲۶	۰٫۲۸	۰٫۲۶	۰٫۴۲
SrO	۰٫۱۴	۰٫۱۴	۰٫۱۵	۰٫۱۴	۰٫۱	۰٫۱۴	۰٫۱۲	۰٫۱۳	۰٫۱۳	۰٫۱۳	۰٫۱۳	۰٫۱۳	۰٫۰۷
BaO	۰٫۱۵	۰٫۱۷	۰٫۱۶	۰٫۱۵	۰٫۱۳	۰٫۱۶	۰٫۱۳	۰٫۱۵	۰٫۱۴	۰٫۱۶	۰٫۱۳	۰٫۱۶	۰٫۰۶
LOI	۰٫۶۳	۰٫۶۲	۱٫۰۵	۰٫۵۷	۰٫۵۱	۰٫۸۳	۰٫۶۴	۰٫۶	۰٫۷۸	۰٫۸۱	۰٫۵۳	۰٫۵۹	۰٫۵۲
Total	۱۰۰٫۲۳	۹۹٫۷	۱۰۰٫۰۴	۹۸٫۹۸	۱۰۰٫۶۱	۱۰۰٫۱۹	۱۰۰۰٫۱۱	۱۰۰٫۷۶	۱۰۰٫۲۹	۱۰۱٫۶۴	۱۰۱٫۹۵	۱۰۰۰٫۴۹	۱۰۰٫۳۶
Cu(ppm)	۶۳	۴۳	۱۹۲۰	۳۸	۵۳	۱۶۷	۱۰۰	۶۰	۴۵	۲۴	۲۸	۷۰	۱۰۱
Ni	۱۷	۱۹	۲۸	۱۳	۱۶	۲۵	۱۳	۱۵	۱۹	۱۸	۲۱	۲۰	۲۷
Ba	۱۳۴۵	۱۵۰۵	۱۴۲۵	۱۲۹۰	۱۱۱۰	۱۴۰۰	۱۱۰۰	۱۳۰۵	۱۲۰۰	۱۳۴۰	۱۰۹۵	۱۳۳۰	۵۵۸
Ce	۴۰٫۳	۳۵٫۳	۴۰٫۹	۴۰٫۹	۳۴٫۷	۳۹٫۶	۵۰٫۳	۴۷٫۷	۴۴٫۳	۴۰	۴۲٫۹	۳۹٫۱	۴۶٫۳
Cr	۱۰	۲۰	۲۰	۲۰	۲۰	۲۰	۱۰	۱۰	۱۰	۱۰	۱۰	۱۰	۲۰
Cs	۱٫۹۷	۲٫۷۹	۲٫۵۵	۳٫۳۶	۳٫۹۳	۲٫۹۷	۲٫۳۵	۲٫۰۷	۱٫۷۲	۱٫۲۷	۱٫۶۵	۱٫۵۳	۲٫۴۱
Dy	۲٫۳۹	۱٫۹۴	۲٫۵۵	۲٫۲۴	۱٫۷۹	۲٫۰۹	۲٫۸۳	۲٫۷۳	۲٫۶۵	۲٫۴۶	۲٫۳۹	۲٫۲	۲٫۳۱
Er	۱٫۴۷	۱٫۰۶	۱٫۵۱	۱٫۳۴	۱٫۰۹	۱٫۳۳	۱٫۸	۱٫۶۱	۱٫۴۹	۱٫۳۸	۱٫۴۲	۱٫۳۶	۱٫۴۷
Eu	۰٫۹۸	۰٫۸۷	۰٫۹۹	۰٫۹۳	۰٫۷۴	۰٫۹۳	۰٫۹۶	۰٫۹۹	۱٫۰۱	۰٫۹۵	۰٫۸۷	۰٫۹۱	۰٫۷۸
Ga	۱۳٫۸	۱۲٫۴	۱۳٫۶	۱۲٫۷	۱۲٫۴	۱۲٫۶	۱۲٫۷	۱۳	۱۳٫۲	۱۳	۱۳٫۴	۱۲٫۲	۱۴٫۵
Gd	۳٫۴	۲٫۷۷	۳٫۳۵	۳٫۳۸	۲٫۴۹	۳٫۱۷	۳٫۶۷	۳٫۴۱	۳٫۴۵	۳٫۲۱	۳٫۴۶	۳٫۰۶	۳٫۱۳
Hf	۴٫۲	۲٫۴	۳٫۶	۳٫۶	۳٫۳	۳٫۳	۳٫۶	۳٫۲	۳	۳٫۸	۳٫۹	۳٫۲	۵٫۴
Ho	۰٫۵۱	۰٫۳۸	۰٫۵	۰٫۴۶	۰٫۳۹	۰٫۴۴	۰٫۵۹	۰٫۵۶	۰٫۵۱	۰٫۴۸	۰٫۴۶	۰٫۴۷	۰٫۴۹
La	۲۲٫۱	۱۹٫۴	۲۰٫۴	۲۲٫۲	۱۹٫۵	۲۱	۲۵٫۵	۲۵٫۱	۲۳	۲۱٫۶	۲۳٫۶	۲۱٫۲	۲۷
Lu	۰٫۲۲	۰٫۱۹	۰٫۲۳	۰٫۲۴	۰٫۱۹	۰٫۲۳	۰٫۳۱	۰٫۲۸	۰٫۲۵	۰٫۲۴	۰٫۲۴	۰٫۲۳	۰٫۲۶
Nb	۷٫۴	۴٫۸	۵٫۷	۵٫۹	۵٫۱	۵٫۵	۹	۸٫۸	۷٫۳	۶٫۴	۸٫۲	۶٫۵	۱۶٫۱
Nd	۱۷٫۶	۱۴٫۸	۱۸٫۵	۱۷٫۳	۱۳٫۸	۱۶٫۸	۲۰٫۳	۱۹٫۵	۱۹	۱۷	۱۷٫۶	۱۶٫۴	۱۶٫۷
Pr	۴٫۴۵	۳٫۹	۴٫۷۷	۴٫۵۷	۳٫۷۲	۴٫۴۸	۵٫۶	۵٫۱۷	۴٫۹۶	۴٫۴۴	۴٫۶۴	۴٫۳۹	۴٫۶
Rb	۱۴۴	۱۳۹٫۵	۱۳۴	۱۴۰٫۵	۱۳۹	۱۴۲٫۵	۱۶۴٫۵	۱۵۱٫۵	۱۴۴	۱۴۸	۱۴۱	۱۴۷٫۵	۱۸۳٫۵
Sm	۳٫۸	۳٫۳۶	۴٫۳۵	۳٫۷۹	۳٫۰۴	۳٫۸۸	۴٫۱۹	۴٫۲۴	۴٫۲۲	۳٫۷۶	۳٫۸۸	۳٫۷۴	۳٫۳
Sn	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱
Sr	۱۱۹۰	۱۲۰۵	۱۲۹۰	۱۲۱۰	۸۱۶	۱۲۰۵	۱۰۰۵	۱۱۱۵	۱۱۲۰	۱۱۴۰	۱۱۴۰	۱۰۸۰	۶۳۵
Ta	۰٫۵	۰٫۳	۰٫۳	۰٫۴	۰٫۴	۰٫۴	۰٫۷	۰٫۶	۰٫۵	۰٫۴	۰٫۶	۰٫۵	۰٫۹
Tb	۰٫۴۴	۰٫۳۶	۰٫۴۶	۰٫۴۲	۰٫۳۲	۰٫۴۱	۰٫۴۸	۰٫۵	۰٫۴۸	۰٫۴۲	۰٫۴۳	۰٫۴	۰٫۴
Th	۱۲٫۵	۱۰٫۶	۶٫۹۶	۹٫۸۴	۱۲٫۰۵	۱۰٫۲۵	۱۱٫۰۵	۱۱٫۹	۱۱٫۳	۱۱٫۷	۱۳٫۱	۱۰٫۸۵	۲۳٫۵
Tm	۰٫۲۱	۰٫۱۷	۰٫۲	۰٫۱۹	۰٫۱۵	۰٫۱۹	۰٫۲۷	۰٫۲۶	۰٫۲۱	۰٫۲۱	۰٫۲۱	۰٫۱۹	۰٫۲۳
U	۲٫۸	۱٫۵۷	۱٫۷۴	۲٫۰۳	۲٫۲۵	۲٫۳۷	۲٫۰۷	۱٫۹۷	۱٫۹۴	۲٫۱۳	۲٫۳۵	۱٫۹۱	۶٫۲۳
V	۱۴۲	۱۱۳	۱۴۲	۱۱۷	۸۱	۱۱۹	۱۳۱	۱۳۳	۱۳۱	۱۱۸	۱۲۶	۱۱۵	۱۸۵
W	۲	۲	۲	۱	۲	۴	۹	۱	۱۳	۱۷	۱	۱>	۲
Y	۱۳٫۴	۱۱	۱۳٫۹	۱۳	۱۰٫۵	۱۰٫۵	۱۶٫۸	۱۵٫۳	۱۴٫۳	۱۳	۱۳٫۶	۱۲٫۷	۱۳٫۳
Yb	۱٫۳۶	۱٫۱۷	۱٫۴۶	۱٫۴۱	۱٫۲۹	۱٫۲۷	۱٫۸۲	۱٫۷۹	۱٫۵۸	۱٫۴۳	۱٫۶۱	۱٫۴۶	۱٫۵۲
Zr	۱۲۵	۷۵	۱۱۸	۱۱۴	۱۰۹	۱۰۷	۱۱۰	۸۹	۸۶	۱۱۸	۱۱۶	۹۱	۲۱۳
Mg#	۴۷٫۸	۴۹٫۳	۵۳٫۳	۵۱٫۲	۴۷٫۶	۵۰٫۹	۴۶٫۶	۴۷٫۳	۴۸٫۲	۴۹٫۳	۴۸٫۴	۴۷٫۸	۴۷٫۷

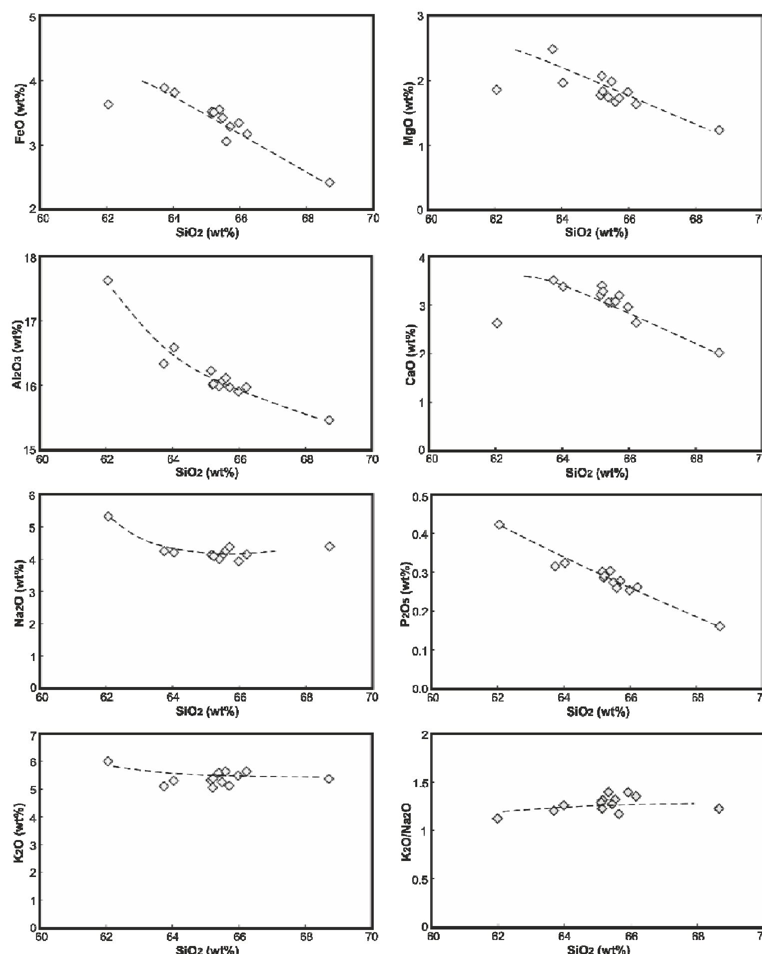


شکل ۴ الف) نمودار مجموع عناصر قلیایی نسبت به سیلیس (TAS) [۱۳]؛ ب) نمودار تغییرات K_2O نسبت به SiO_2 برای مونزونیت‌های مجموعه آذرین لار[۱۴]. (D: دیوریت، FG: فوئید گابرو، FMD: فوئید مونزودیوریت، FMS: فوئید مونزوسینیت، FS: فوئید سینیت، G: گرانیت، Ga: گابرو، GaD: گابرو-دیوریت، GD: گرانودیوریت، M: مونزونیت، MD: مونزودیوریت، MG: مونزوگابرو، PG: پریدوت گابرو و QM: کوارتزمونزونیت، S: سینیت).



شکل ۵ نمودار تغییرات $(K_2O+Na_2O)/(Al_2O_3)$ نسبت به SiO_2 [۱۶]؛ ب) نمودار تغییرات شاخص قلیایی (AI) نسبت به شاخص اشباعیت سیلیس فلدسپاتوئید (FSSI) [۱۷] برای مونزونیت‌ها در مجموعه آذرین لار.

به اعتقاد موتوکی و همکاران [۱۹]، انطباق مثبت SiO_2 و Na_2O+K_2O در نمودار TAS نشان می‌دهد که فرآیند تبلور تفریقی، در قیاس با آلودگی پوسته‌ای، نقش مهم‌تری در تغییرات زمین‌شیمیایی داشته است. این ارتباط مثبت در مونزونیت‌های لار، بدون در نظر گرفتن نمونه سینیتی، تا اندازه‌ای قابل مشاهده است (شکل ۴ الف). کاهش مقدار FeO، CaO، MnO، TiO_2، P_2O_5 و MgO با افزایش SiO_2 در این سنگ‌ها (شکل ۶) نیز اهمیت نقش تبلور تفریقی (FC) کانی-های مافیک، پلاژیوکلازهای کلسیم‌دار، آپاتیت و تیتانیت در این سنگ‌ها را نشان می‌دهد. مقدار Na_2O در این سنگ‌ها با شیب کم کاهش یافته است (شکل ۶). مقدار K_2O در سنگ-های مونزونیتی لار، روندی خطی و تقریباً بدون تغییر دارد (شکل ۶). به اعتقاد کانسیسائو و همکاران [۲۰]، آشکار نبودن روند تکامل K_2O نشان می‌دهد که فلدسپارهای آلکالن از مراحل اولیه تکامل این ماگماها در حال تبلور بوده‌اند؛ این در حالی است که نسبت K_2O/Na_2O نیز در این ماگماها تقریباً بدون تغییر مانده و یا با شیب کم افزایش می‌یابد. شدت غنی شدن پتاسیم در ماگما بستگی به تبلور بیوتیت به صورت فاز اولیه و دما بالا در ماگما دارد [۲۱]. تفریق بیوتیت و فلدسپارهای پتاسیم‌دار در سری‌های قلیایی ماگماهای قوسی باعث ایجاد مقادیر متوسطی از نسبت K_2O/Na_2O در ماگما می‌شود. این در حالی است که در سری‌های آهکی قلیایی ماگماهای قوسی، که با تبلور آمفیبول و پلاژیوکلاز شناخته می‌شوند، نسبت K_2O/Na_2O به شدت افزایش می‌یابد. به بیان دیگر، به نظر می‌رسد که بیوتیت و فلدسپارهای آلکالن در مراحل اولیه این ماگماها تبلور و تفریق یافته‌اند، اما در ادامه، تفریق تنها کمی آمفیبول، پلاژیوکلازهای سدیم‌دارتر و فلدسپارهای آلکالن، باعث افزایش ملایم نسبت K_2O/Na_2O و ثبات نسبی K_2O در ماگما شده است. افزایش نیافتن K_2O و افزایش با شیب کم در نسبت K_2O/Na_2O در این سنگ‌ها نشان می‌دهد که فرآیند تفریق نقشی در بالا بودن این مقادیر در سنگ نداشته بلکه این ویژگی‌ها به احتمال بسیار در ارتباط با ویژگی‌های ناحیه خاستگاه است.



شکل ۶ نمودار تغییرات عناصر اصلی نسبت به SiO_2 برای مونزونیت های مجموعه آذرین لار.

سنگ‌های مونزونیتی در مجموعه آذرین لار دارای غنی‌شدگی از عناصر خاکی نادر سبک (LREEها؛ La_N=۸۲-۵۸) و تهی‌شدگی نسبی از عناصر خاکی نادر سنگین (HREEها؛ ۸٫۳-Yb_N=۵٫۳) هستند (شکل ۷ الف). به این ترتیب، نسبت $(La/Yb)_N$ در این سنگ‌ها بالا (از ۹٫۳ تا ۱۱٫۹) بوده که نشان دهنده تفریق نسبی LREEها از HREEهاست. این سنگ‌ها همچنین دارای غلظت بالایی از Sr (۶۳۵-۱۲۹۰ppm)، غلظت پایین Y (۱۰-۱۶ ppm) و نسبت Sr/Y بالا (بیش از ۲۰) هستند و می‌توانند در گروه سنگ‌های آداکیتی و شبه آداکیتی رده‌بندی شوند. با این وجود، این نمونه‌ها دارای نسبت La/Yb بالا (کمتر از ۲۰) اما شبه آداکیتی هستند. از دیگر ویژگی‌های زمین‌شیمیایی این سنگ‌ها، ناهنجاری‌های منفی Eu (۰٫۸۸-۰٫۷۳) است. نمودار عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت [۲۲] در سنگ‌های مونزونیتی لار دارای الگویی قاشقی شکل هستند که اهمیت هورنبلند را در سنگ‌زایی آنها نشان می‌دهد (شکل ۷ الف). این سنگ‌ها همچنین در نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به مقادیر گوشته اولیه [۲۳] از عناصر LIL (LILE؛ به جز Ba) غنی‌شدگی و از نظر برخی عناصر HFS (HFSE؛ مانند Nb، Ta و Ti) ناهنجاری منفی نشان می‌دهند (شکل ۷ ب). افزون بر این، ناهنجاری‌های منفی ضعیف Ba و Cs و ناهنجاری‌های مثبت Sr، U و Th در این سنگ‌ها دیده می‌شود. غنی‌شدگی از LILEها و LREEها و همچنین ناهنجاری‌های منفی Ba، Nb، Ta و Ti در مونزونیت‌های مجموعه آذرین لار از ویژگی‌های ماگماهای مناطق فرورانش است [۲۴-۲۶]. این ویژگی‌های زمین شیمیایی باعث ایجاد نسبت‌های Ba/Nb بالا (بیش از ۱۰۰) در مونزونیت‌های لار شده است که به مراتب بالاتر از نسبت‌های بازالت‌های پشته های میان اقیانوسی MORB و بازالت‌های جزایر قوس (OIB) کمتر از ۱۰ [۲۷] است. به اعتقاد لی و همکاران [۲۸]، بالا بودن نسبت Ba/Nb می‌تواند نشان دهنده آلودگی پوسته‌ای و یا ذوب گوشته سنگ‌کره‌ای دگرسان زیر قاره باشد، اما به باور جان و همکاران [۲۹]، بالا بودن این نسبت، که تنها در ماگماهای کمانی دیده می‌شود، بیانگر فعالیت ماگمایی در ارتباط با فرآیندهای فرورانش است.

سنگ‌زایی

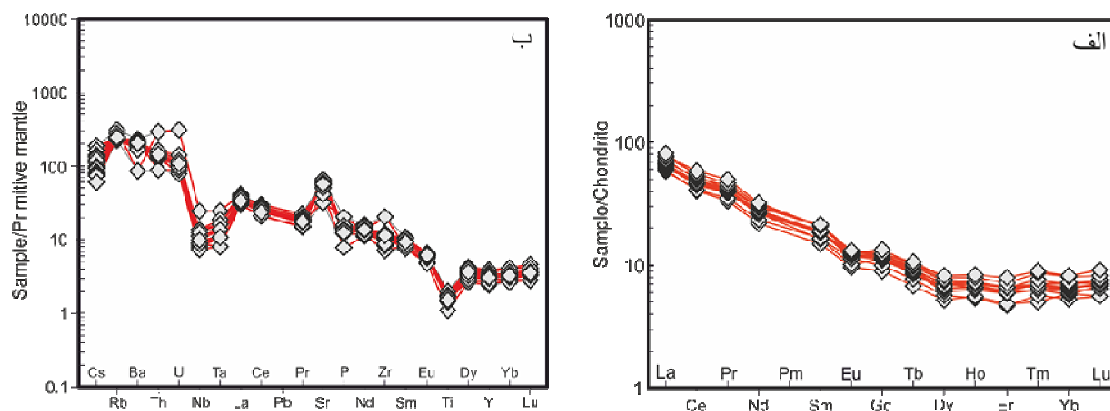
مونزونیت‌های مجموعه آذرین لار سنگ‌هایی با مقدار پتاسیم بالا، دارای هورنبلند و متاآلومین با A/CNK >۱٫۱ هستند. به اعتقاد چاپل [۳۰]، این ویژگی‌ها نشان می‌دهد که این سنگ‌ها از گرانیت‌های نوع I هستند. فعالیت ماگمایی مونزونیتی در مجموعه آذرین لار در یک پهنه زمین‌درز با جایگاه تکتونیکی پس از برخوردی رخنمون دارد. از یک سو، برپایه ناهنجاری‌های منفی Nb، Ta و Ti و همچنین غلظت پایین Zr در مونزونیت‌های لار در نمودار تغییرات Zr نسبت به Y [۳۱]، ماگمای مادر این سنگ‌ها به نوعی در ارتباط با فرآیندهای فرورانش بوده است (شکل ۸ الف)؛ و از سوی دیگر، در نمودارهای مثلثی TiO_2/100-La-Hf*10 [۳۲] و Zr*3-Nb*50-Ce/P_2O_5 [۳۲]، این سنگ‌ها شباهتهایی را هم به ماگماهای کمان‌های قاره‌ای و هم به کمان‌های پس از برخوردی نشان می‌دهند (شکل‌های ۸ پ و ت). جایگاه زمین‌ساختی گرانیت‌های پس از برخوردی، بسته به سهم گوشته یا پوسته در ترکیب آنها، می‌تواند شباهت‌هایی را به گرانیت‌های همزمان با برخورد، گرانیت‌های کمان‌های ماگمایی و حتی گرانیت‌های درون صفحه‌ای نشان دهد و افزایش سهم رسوب‌های پوسته‌ای باعث افزایش غلظت Rb در ماگما می شود[۳۳]؛ گرانیت‌های پس از برخوردی، در نمودار تغییرات Nb+Y نسبت به Rb [۳۳] مانند مونزونیت‌های لار، در بخش بالایی گستره کمان‌های آتشفشانی جانمایی می‌شوند (شکل ۸ ب).

آداکیت‌ها دارای برخی ویژگی‌های زمین شیمیایی بی‌مانند از جمله نسبت‌های Sr/Y و La/Yb بالا (بیش از ۲۰) هستند [۱، ۳]. از سوی دیگر، آداکیت‌های قاره‌ای یا نوع C، که در جایگاه‌های پس از برخوردی رخنمون دارند، دارای مقدار K_2O و نسبت K_2O/Na_2O بالا هستند [۳۴]. مونزونیت‌های مجموعه آذرین لار دارای مشخصه‌های پتاسیم‌دار هستند و برخی ویژگی‌های زمین‌شیمیایی ماگماهای آداکیتی را نیز نشان می‌دهند (شکل ۹ الف). بررسی‌های نشان داده است که نسبت‌های آداکیتی، در کنار فرآیند ذوب پوسته اقیانوسی فرورانده، می‌تواند در اثر فرآیندهای دیگری چون هضم و تبلور تفریقی (AFC) ماگماهای مافیک، آمیختگی ماگماها و ذوب‌بخشی پوسته تحتانی ضخیم شده و یا ورقه‌ای شده نیز ایجاد شوند. بنابراین در بررسی سنگ‌زایی این سنگ‌ها، باید شرایط تشکیل ماگماهای شبه آداکیتی با پتاسیم بالا را در نظر گرفت.

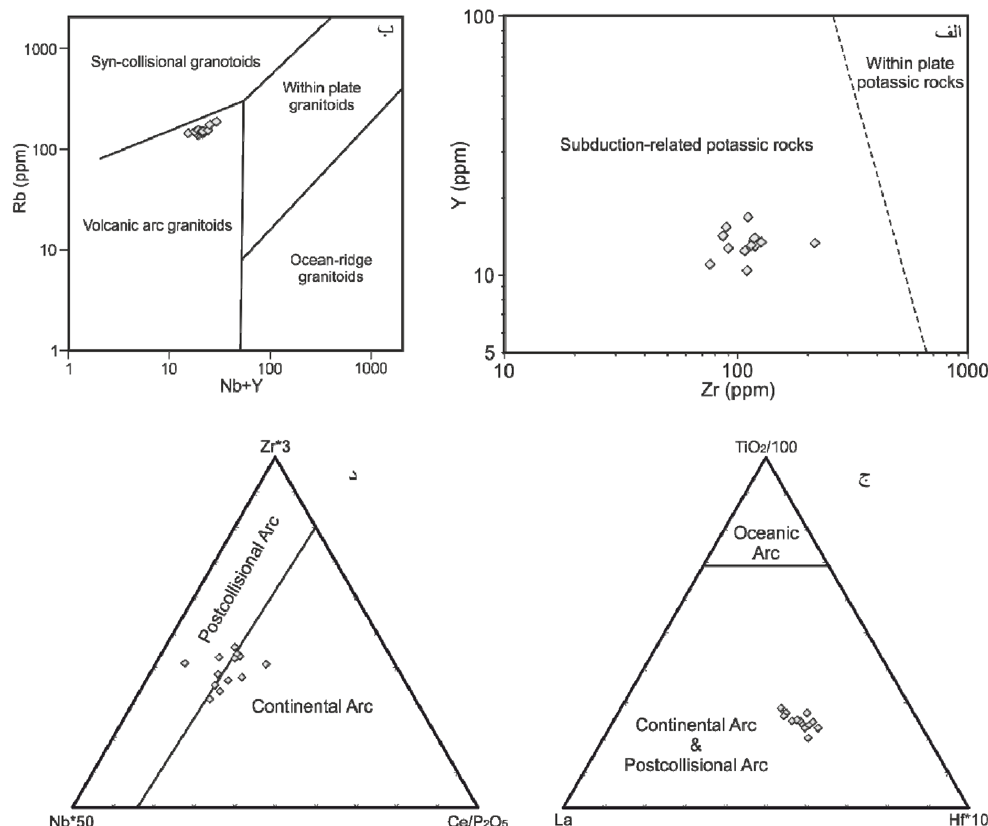
چنانکه بیان شد، مقدار بالای K_2O و نسبت بالای K_2O/Na_2O در این سنگ‌ها نمی‌تواند ناشی از فرآیند تفریق باشد. همچنین بالا بودن مقدار SiO_2 در سنگ‌های مورد بررسی و منطبق نبودن نسبت‌های Sr/Y و La/Yb با SiO_2، نه تنها شکل‌گیری مستقیم آن‌ها از ذوب‌بخشی گوشته را

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.4.10.3]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.4.837]

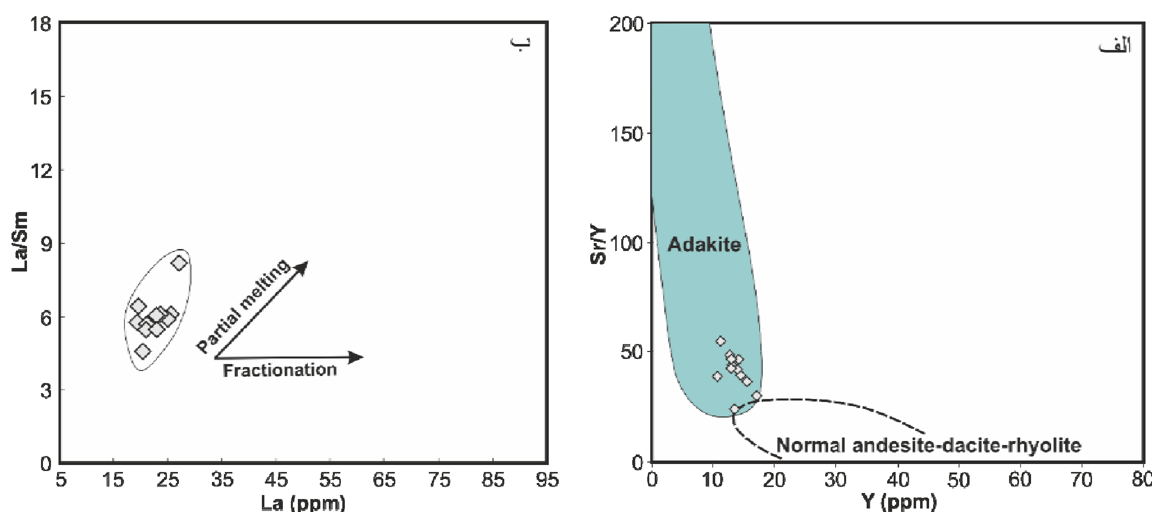
نامکن کرده است [۳۵، ۳۶] بلکه نشان می‌دهد که فرآیندهای تفریقی در ایجاد این نسبت‌های آداکیتی و شبه آداکیتی نقشی نداشته‌اند. برپایه نمودار تغییرات La نسبت به La/Sm [۲۶]، سنگ‌های مورد بررسی در راستای روند ذوب بخشی قرار دارند (شکل ۹ ب)؛ این بدان معنی است که اثر فرآیند تفریقی بر ویژگی‌های زمین شیمیایی این سنگ‌ها به مراتب کمتر از اثر فرآیند ذوب‌بخشی در ناحیه خاستگاه بوده است. بنابراین فعالیت ماگمایی در ناحیه خاستگاه مونزونیت‌های لار باید دلیل بالا بودن پتاسیم و نسبت‌های Sr/Y آداکیتی و نسبت La/Yb شبه آداکیتی باشد.



شکل ۷ الف) الگوی عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت[۲۲]؛ ب) نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه[۲۳] برای مونزونیت های مجموعه آذرین لار.



شکل ۸ الف) نمودار تغییرات Zr نسبت به Y [۳۱]. ب) نمودار تغییرات Rb نسبت به Nb+Y [۳۳]. پ) نمودار مثلثی $La - TiO_2/100 - Hf*10$[۳۲]. ت) نمودار مثلثی $Nb*50 - Zr*3 - Ce/P_2O_5$ [۳۲] برای مونزونیت‌های مجموعه آذرین لار.



شکل ۹ الف) نمودار تغییرات نسبت Sr/Y در برابر Y [۳]؛ در این نمودار محدوده ماگماهای آندزیتی-داسیتی-ریولیتی عادی [۱] نیز در آن رسم شده است. ب) نمودار تغییرات La در برابر نسبت La/Sm برای مونزونیت‌های مجموعه آذرین لار[۲۶].

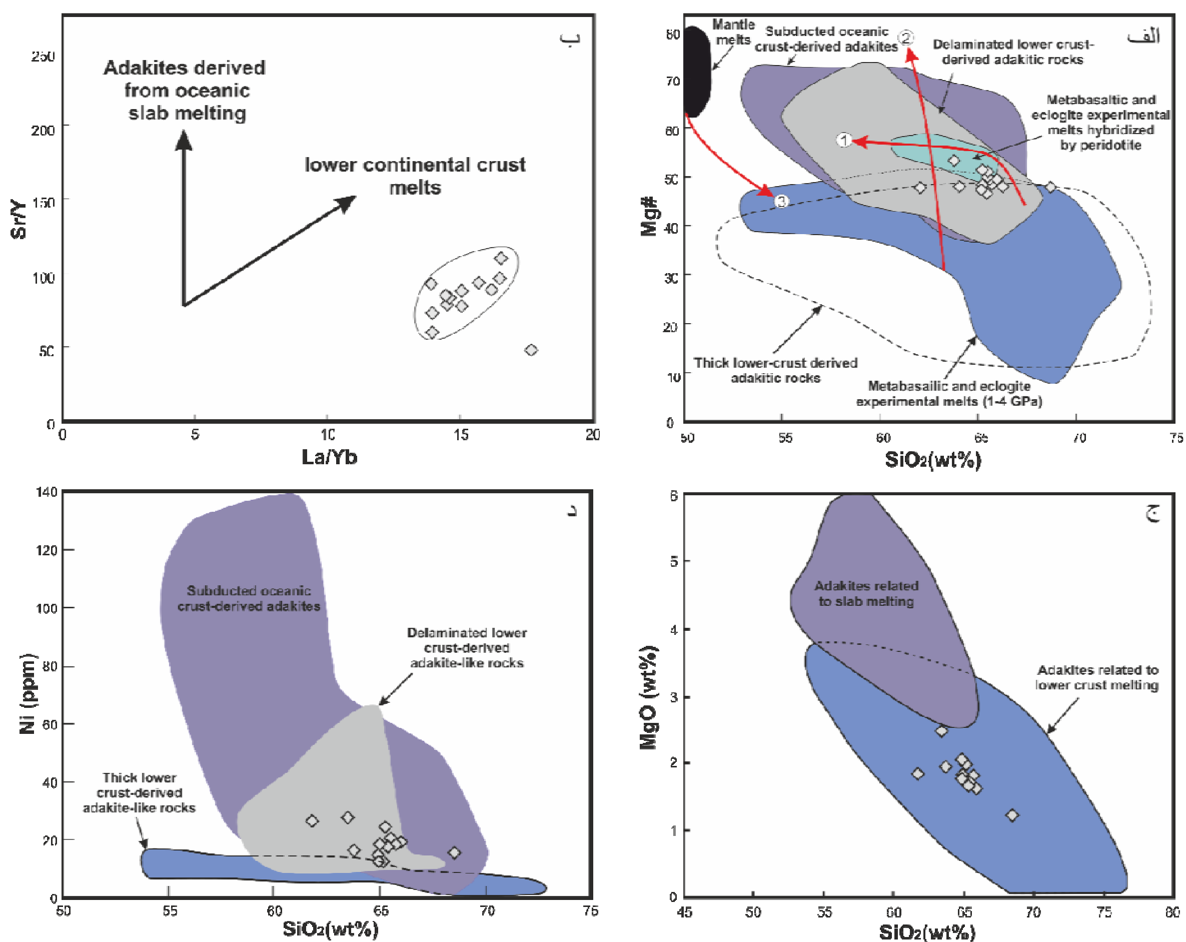
پدیده ذوب‌بخشی در محیط‌های برخورد قاره‌ای را در مجموع می‌توان در قالب ذوب گوشته، ذوب اسلب فرورانده و ذوب پوسته قاره‌ای بررسی کرد. برای بررسی نقش احتمالی هر یک از این‌ها، نمودار تغییرات SiO_2 نسبت به #Mg رسم شده است. در این نمودار، مونزونیت‌های مجموعه آذرین لار هیچ انطباقی با روند ذوب گوشته، هضم اجزای پوسته‌ای و تبلور تفریقی نشان نمی‌دهند (پیکان شماره ۳ در شکل ۱۰ الف [۳۷]). افزون بر این، این سنگ‌ها با روند هضم و تبلور تفریقی مذاب‌های اسلب بازالتی که همراه با هضم نسبت‌های مختلفی از پریدوتیت بوده‌اند نیز همخوانی ندارند (منحنی شماره ۲؛ [۳۷]). از سوی دیگر، روند این سنگ‌ها همخوانی قابل قبولی با روند منحنی AFC برای مذاب‌های متابازالتی و اکلوژیتی همراه با هضم نسبت‌های متفاوتی از گوشته همراه دارند (منحنی شماره ۱؛ [۳۸]). این بدین معنی است که به احتمال بسیار تفریق و تکامل ماگماهایی با ترکیبی شیمیایی پوسته قاره‌ای مافیک تحتانی، نقش پررنگ‌تری در قیاس با ماگماهای شکل گرفته از گوه گوشته‌ای یا ذوب اسلب بازالتی، در سنگ‌زایی این سنگ‌ها نقش داشته‌اند. در این نمودار، گستره‌های آداکیت‌های ایجاد شده از ذوب پوسته اقیانوسی فرورانده، سنگ‌های آداکیتی ناشی از ذوب پوسته تحتانی ضخیم و سنگ‌های آداکیتی ناشی از ذوب بخش ورقه‌ای شده پوسته تحتانی [۳۹] نیز رسم شده‌اند. همچنین گستره مذاب‌های متابازالتی و اکلوژیتی آزمایشگاهی (۱-۴ GPa) و محدوده مذاب‌های متابازالتی و اکلوژیتی دورگه شده با پریدوتیت [۳۸] نیز مشخص است.

ویژگی‌های عناصر کمیاب در آداکیت‌ها و سنگ‌های شبه آداکیتی، بیانگر حضور گارنت یا آمفیبول در ناحیه خاستگاه آن‌هاست [۴۰]. چنین خاستگاهی می‌تواند پوسته اقیانوسی فرورانده [۱] یا پوسته قاره‌ای تحتانی ضخیم شده باشد [۴۱]. ذوب‌بخشی پوسته بازالتی فرورانده، ماگماهایی آداکیتی با نسبت K_2O/Na_2O پایین را ایجاد می‌کند [۴۲]؛ بنابراین ذوب اسلب بازالتی فرورانده نمی‌تواند در تشکیل مونزونیت‌های پتاسیم‌دار و شبه آداکیتی لار نقش داشته باشد. از سوی دیگر، ذوب اسلب تنها موجب بالا رفتن نسبت Sr/Y در ماگما می‌شود [۴۲]. این در حالی است که ذوب بخشی قسمت تحتانی پوسته قاره‌ای ضخیم شده باعث انطباق مثبت میان این نسبت‌ها در ماگما می‌شود [۴۲، ۴۳]. شکل ۱۰ ب نشان می‌دهد که اگرچه نسبت La/Yb در مونزونیت‌های لار شبه آداکیتی است، اما نسبت‌های Sr/Y و La/Yb در این سنگ‌ها دارای ارتباط و انطباقی مثبت با هم هستند و در راستای مذاب‌های ناشی از ذوب بخش تحتانی پوسته قاره‌ای قرار دارند. بررسی ضرایب تفکیک توسط جانسون [۴۴] نشان می‌دهد که نسبت D_{La}/D_{Yb} در گارنت ۰٫۰۰۲ و در هورنبلند ۰٫۱۴۶ است؛ بنابراین گرچه این نسبت در هر دو کانی کمتر از ۱ است و موجب تشکیل نسبت‌های La/Yb بالاتر از ۱ در مذاب می‌شوند، اما قدرت هورنبلند در جذب HREEها به مراتب کمتر از گارنت است. از این رو، حضور هوررنبلند در پوسته تحتانی مافیک نسبت‌های La/Yb بالا اما نه لزوماً آداکیتی ایجاد می‌کند. این سنگ‌ها همچنین برپایه نمودار تغییرات SiO_2 نسبت به MgO از گستره آداکیت‌های ناشی از ذوب پوسته اقیانوسی

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.4.10.3]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.4.837]

[۴۵] فاصله داشته و در گستره آداکیت‌های وابسته به ذوب بخشی قسمت تحتانی پوسته [۳۹] قرار دارند (شکل ۱۰ پ). بنابراین نسبت‌های آداکیتی در مونزونیت‌های لار نه در اثر ذوب پوسته بازالتی اقیانوسی فرورانده و نه در اثر تفریق، بلکه در اثر ذوب بخش تحتانی پوسته قاره‌ای ایجاد شده است.

نسبت K_2O/Na_2O بالا در آداکیت‌های نوع C برآمده از ذوب پوسته قاره‌ای تحتانی مافیک، می‌تواند یا در اثر بالا بودن این نسبت در سنگ خاستگاه [۴۶، ۴۷] و یا هنگام ذوب بخشی درجه پایین در فشارهای بالا، و در حضور گارنت و بدون آمفیبول [۴۷، ۴۸] ایجاد شود. نسبت La/Yb محدود و نیمه آداکیتی (۱۷-۱۴) و غلظت متوسط HREEها (Yb_N< ۸٫۲) نشان می‌دهد که گارنت نقش کم اهمیتی در سنگ‌زایی این سنگ‌ها داشته است. از سوی دیگر، الگوی قاشقی در نمودار عناصر خاکی نادر نشان دهنده اهمیت هورنبلند در قیاس با گارنت در زمین شیمی این سنگ‌هاست [۳]. همچنین نسبت Nb/Ta در اغلب مونزونیت‌های مجموعه آذرین لار نیمه کندریتی و در گستره ۱۹-۱۳ بوده و کمتر از مقادیر کندریتی (۱۷٫۶؛ [۴۹]) و تنها کمی بیشتر از مقادیر پوسته قاره‌ای (۱۳-۱۲؛ [۵۰]) است. نسبت Nb/Ta نیمه کندریتی و مشابه پوسته می‌تواند در اثر ذوب در حضور آمفیبول ایجاد شود [۵۱].



شکل ۱۰ الف) نمودار تغییرات #Mg در برابر SiO_2 برای مونزونیت‌های مجموعه آذرین لار. گستره‌های آداکیت‌های ایجاد شده از ذوب پوسته اقیانوسی فرورانده، تحتانی سنگ‌های آداکیتی ناشی از ذوب پوسته تحتانی ضخیم، گستره سنگ‌های آداکیتی ناشی از ذوب بخش ورقه‌ای شده پوسته تحتانی ترسیم شده‌اند [۳۹]. در این شکل همچنین گستره مذاب‌های متابازالتی و اکلوژیتی آزمایشگاهی (GPa ۴-۱) و گستره مذاب‌های متابازالتی و اکلوژیتی هیبریدی شده با پریدوتیت نیز مشخص شده است [۳۸]. ب) نمودار تغییرات Sr/Y نسبت به La/Yb [۴۰]؛ ج) نمودار تغییرات MgO نسبت به SiO_2 برای تفکیک آداکیت‌های مرتبط با ذوب پوسته اقیانوسی فرورانده از آداکیت‌های ناشی از ذوب قسمت تحتانی پوسته قاره‌ای. د) نمودار تغییرات Ni نسبت به SiO_2 برای مونزونیت‌های لار. در این نمودار گستره آداکیت‌های خاستگاه گرفته از ذوب پوسته اقیانوسی فرورانده [۴۲]، سنگ‌های شبه آداکیتی مشتق شده از ذوب بخش ورقه‌ای شده پوسته تحتانی و همینطور گستره سنگ‌های شبه آداکیتی خاستگاه گرفته از ذوب‌بخش تحتانی پوسته ضخیم [۳۹] ترسیم گردیده است.

لی و همکاران [۵۲] نیز نسبت Nb/Ta پایین و مشابه پوسته در گرانودیوریت‌های آهکی-قلیایی و دارای پتاسیم بالا در جنوب چین را به ذوب‌بخشی پوسته قاره‌ای تحتانی مافیک دارای آمفیبول نسبت داده‌اند. به این ترتیب، به دلیل اهمیت آمفیبول در سنگ‌زایی مونزونیت‌های مجموعه آذرین لار، نسبت K_2O/Na_2O بالا در این سنگ‌ها نمی‌تواند در اثر ذوب خشک در فشار بالا و در حضور گارنت رخ داده باشد؛ این به احتمال بسیار در ارتباط با بالا بودن این نسبت در ناحیه خاستگاه است، زیرا چنان که بیان شد، ذوب‌بخشی قسمت تحتانی پوسته قاره‌ای در حضور آمفیبول نمی‌تواند ماگماهای پتاسیم‌دار ایجاد کند.

بررسی‌ها نشان می‌دهد که سنگ‌های منطقه در نمودار عنکبوتی، دارای ناهنجاری مثبت Th هستند؛ این سنگ‌ها همچنین در نمودار عناصر خاکی نادر ناهنجاری منفی ضعیف Ce دارند. بررسی‌ها نشان داده است که پوسته قاره‌ای دارای نسبت Th/Ce بالا (۰/۱۵؛ [۲۴]) است؛ این نسبت در مونزونیت‌های لار نیز بالاست (۰/۵۱-۰/۱۷) که می‌تواند در اثر آلودگی پوسته‌ای ایجاد شده باشد. البته، ناهنجاری منفی Ce و یا به بیان دیگر نسبت $[Ce/Ce^* = Ce_N / [(La_N * Pr_N)/2]$ کمتر از یک از ویژگی‌های مهم رس‌ها و چرت‌ها ناشی از آب دریاست [۲۴]. بررسی‌ها نشان داده است که هیچ فرآیند آذرینی نمی‌تواند باعث تشکیل ناهنجاری منفی Ce در یک سامانه ماگمایی شود و مشاهده این آنومالی برای ماگماهای وابسته به کمان، به خوبی ورود رسوب‌های دریایی به ناحیه خاستگاه این ماگماها را نشان می‌دهد [۵۳، ۵۴]. براساس این ویژگی‌های زمین شیمیایی، آلودگی پوسته‌ای در سنگ‌های لار در قالب ورود رسوب‌ها به ناحیه خاستگاه این سنگ‌ها طی فرآیند فرورانش بوده است. از سوی دیگر، بخش عمده Th در ماگماهای کمانی از رسوب‌های فرورانده شکل می‌گیرند [۵۵]، اما در مناطق فرورانش، ورود رسوب‌ها به درون گوه گوشته‌ای می‌تواند از طریق سیال‌های جدا شده از رسوب‌ها و یا ماگماهای ناشی از ذوب رسوب‌ها باشد. اهمیت این امر در نامتحرک بودن Th و برخی عناصر دیگر چون Nb ،Ta و REEها در سیال‌های آبگین است [۵۶-۵۸]. افزون بر این، نسبت Nb/U در مونزونیت‌های مجموعه آذرین لار (۴/۴-۲/۲) کمتر از مقادیر MORB و OIB (۴۷ [۵۹])، آتشفشان‌های کمان‌های قاره‌ای (۱۲ [۶۰]) و پوسته تحتانی قاره‌ای (۲۵ [۵۰]) است. این در حالی است که این نسبت در این سنگ‌ها بیشتر از سیال‌های وابسته به فرورانش (Nb/U =۰/۲۲؛ [۶۱]) و مشابه ترکیب رسوب‌های فرورانده (Nb/U = ۵؛ [۶۲]) است. بنابراین به نظر می‌رسد که ماگماهای ناشی از ذوب رسوب‌های فرورانده در قیاس با سیال‌های جدا شده از رسوب‌ها، در زمین شیمی مونزونیت‌های مجموعه آذرین لار نقش داشته‌اند. به اعتقاد راجرز و همکاران [۶۳]، رسوب‌های فرورانده خاستگاه اصلی پتاسیم در ماگماهای کوهزایی است. به این ترتیب به نظر می‌رسد که ذوب یک خاستگاه گوشته‌ای، که پیش از ذوب، توسط مذاب‌هایی با ترکیبی مشابه رسوب‌های فرورانده دگرسان شده در تشکیل بخش تحتانی پوسته قاره‌ای مافیک نقش داشته است.

اگرچه مقدار MgO در مونزونیت‌های مجموعه آذرین لار پایین (۲/۴۴-۱/۲۳ درصد وزنی) و مشابه ماگماهای آداکیتی ناشی از ذوب پوسته قاره‌ای تحتانی است، اما عدد منیزیمی (#Mg) در آن‌ها متوسط و در گستره ۵۳-۴۶ است. بررسی‌ها نشان داده است که ذوب‌بخشی پوسته تحتانی مافیک ماگماهایی با #Mg کمتر از ۴۵ ایجاد می‌کند [۶۴]. ماگماهای ناشی از ذوب قسمت تحتانی و مافیک پوسته قاره تنها در صورت هضم بخش‌هایی از پوسته می‌توانند مقادیر #Mg بالاتری داشته باشند. سنگ‌های مورد بررسی به دلیل غلظت بالاتر نیکل، در قیاس با آداکیت‌های بخش تحتانی پوسته قاره‌ای، در گستره ماگماهای آداکیتی ناشی از ذوب قسمت ورقه‌ای شده پوسته قاره‌ای قرار دارند (شکل ۱۰ ت). مقدار بالای Ni در مونزونیت‌های مجموعه آذرین لار در قیاس با آداکیت‌های ناشی از ذوب بخش تحتانی و مافیک پوسته قاره‌ای، بیانگر نقش اجزای گوشته در ترکیب این سنگ‌هاست. به بیان دیگر، ماگماهای ناشی از ذوب بخش ورقه‌ای شده پوسته قاره‌ای طی صعود با پریدوتیت واکنش داده و برخی ویژگی‌های آن را به ارث برده‌اند.

بررسی‌های لرزه‌نگاری نشان داده است که کمترین ضخامت پوسته در پهنه زمین درز سیستان (کمتر از ۴۲ km)، مربوط به بخش‌های مرکزی آن، یعنی شمال استان سیستان و بلوچستان و جنوب استان خراسان جنوبی است [۶۵]. این شواهد تاییدی بر نظریه نازک شدگی سنگ‌کره در اثر این فرونشست است؛ افزون بر این، پهنه زمین درز سیستان دارای اجزای حرکتی عمودی است [۶۶] و رشته کوه‌های شرق ایران دارای برخاستگی بیشتری نسبت به لوت و دشت مارگو (بیابان شرقی پهنه سیستان) هستند [۶۶]. حرکت راستگرد لوت

نسبت به کوهزایی پهنه سیستان می‌تواند موجب ایجاد پهنه‌های برشی نزدیک به هم در آن شود [۶۶]. رانش در این گسل‌ها می‌تواند باعث کوتاه‌شدگی و ایجاد شکستگی‌های عمقی شود؛ بنابراین به نظر می‌رسد که این شکستگی‌های عمقی عامل تسهیل جدا شدن بخش‌های شکننده پوسته تحتانی و فرونشست آن شده است. با فرونشست قطعه‌های کوچکی از پوسته تحتانی و قرار گرفتن آن‌ها در زمین‌دماهای بالاتر و همچنین به دلیل بالا بودن غلظت مواد فرار در محیط‌های فرورانش [۶۷، ۶۸]، شرایط برای ذوب بخشی مهیا می‌گردد. تامین گرمای ذوب از طریق صعود سست کره، به دلیل تولید حجم بالایی از ماگما [۶۹، ۷۰] پدیده‌ای است که در ارتباط با فعالیت ماگمایی مونزونیتی و کم حجم در منطقه مجموعه آذرین لار، غیر ممکن به نظر می‌رسد.

برداشت

مجموعه آذرین لار دارای تنوعی از سنگ‌های درونی و نیمه نفوذی تحت اشباع تا اشباع از سیلیس شامل سینیت، نفلین سینیت، شونکینیت، لامپروفیرها و مونزونیت‌ها و سنگ‌های خروجی شامل توف و برش است. سنگ‌های مونزونیتی در بخش‌های جنوب شرقی–جنوبی و شمالی این مجموعه رخنمون دارند. مونزونیت‌ها دارای بافت پورفیری و ترکیب کوارتز مونزونیتی و مونزونیتی و دربردارنده فلدسپارهای آلکالن، پلاژیوکلاز، کوارتز، آمفیبول و بیوتیت هستند. این سنگ‌ها به دلیل بالا بودن مقدار SiO_2، Al_2O_3، K_2O و نسبت K_2O/Na_2O، از سنگ‌های سری شوشونیتی، متالومین اشباع از سیلیس و وابسته به سنگ‌های پتاسیم‌دار ایالت رومن رده‌بندی می‌شوند. روند کاهشی FeO، CaO، MnO، TiO_2، P_2O_5 و MgO با افزایش SiO_2، بیانگر فرآیند تفریق کانی‌های مافیک، پلاژیوکلازهای کلسیم‌دار، آپاتیت و تیتانیت در ماگمای مادر این سنگ‌هاست. البته با این وجود، ارتباط مثبت میان La و نسبت La/Sm نشان می‌دهد که فرآیند ذوب بخشی، در قیاس با پدیده تفریق، اثر بیشتری بر زمین شیمی این سنگ‌ها داشته است. از دیگر ویژگی‌های این سنگ‌ها غنی شدگی از عناصر LREE و LILE (به جز Ba) و تهی‌شدگی از عناصر HFSE (Nb، Ta، Ti و Zr) است. ناهنجاری‌های منفی Ba، Nb، Ta و Ti و نسبت Ba/Nb بالا (بیش از ۱۰۰) در این سنگ‌ها، ارتباط آن‌ها با فرآیندهای فرورانش را نشان می‌دهد. بررسی‌ها نشان می‌دهد که فعالیت ماگمایی مونزونیت‌های مجموعه آذرین لار در ارتباط با محیط زمین‌ساختی پس از برخوردی است. از سوی دیگر، به دلیل مقدار K_2O و نسبت K_2O/Na_2O بالا و نیز نسبت Sr/Y آداکیتی، این سنگ‌ها از آداکیت‌های قاره‌ای یا آداکیت‌های نوع C رده‌بندی می‌شوند. به نظر می‌رسد که به دلیل تغییر نامحسوس در غلظت K_2O طی فرآیند تکامل ماگما و همچنین اهمیت آمفیبول، در قیاس با گارنت، در خاستگاه این سنگ‌ها، بالا بودن پتاسیم و نسبت K_2O/Na_2O نمی‌تواند در اثر ذوب بخشی فشار بالا در حضور گارنت باشد. بنابراین، مقدار K_2O و نسبت K_2O/Na_2O بالا در این سنگ‌ها به احتمال بسیار به دلیل بالا بودن آن‌ها در ناحیه خاستگاه است. الگوی قاشقی در نمودار عناصر خاکی نادر، نسبت Nb/Ta پایین و مشابه پوسته و همچنین ارتباط مثبت میان نسبت‌های Sr/Y و La/Yb بیانگر ذوب‌بخشی قسمت تحتانی پوسته قاره‌ای دارای آمفیبول است. غلظت بالای Th همراه با نسبت Nb/U پایین و مشابه با رسوب‌های فرورانده در مونزونیت‌های مجموعه آذرین لار نشان می‌دهد که ماگماهایی با برخی ویژگی‌های زمین شیمیایی رسوب‌های فرورانده در تشکیل قسمت تحتانی پوسته قاره‌ای نقش داشته‌اند؛ ماگماهای ناشی از ذوب رسوب‌های فرورانده می‌توانند منبع اصلی تامین پتاسیم باشند. از سوی دیگر، غلظت بالای Ni و عدد منیزیمی (Mg#) بیش از ۴۵ نشان می‌دهد که بخش تحتانی پوسته قاره‌ای، ورقه‌ای و جدا شده بوده و ماگمای ناشی از ذوب این بخش طی صعود با پریدوتیت میزبان واکنش داده و برخی ویژگی‌های گوشته را به ارث برده است.

مراجع

[1] Defant M. J., Drummond, M.S., *"Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere"*, Nature, N.347 (1990), p.662–665.

[2] Martin H., Smithies R.H., Rapp R., Moyen J,-F., Champion D., *"An overview of adakite, tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution"*, Lithos, N.79 (2005), p.1-24.

[3] Richards J.P., Kerrich R., *"Adakite-Like Rocks: Their Diverse Origins and Questionable Role in Metallogenesis"*, Economic Geology, N.102 (2007), p.537-576.

[4] Castillo P.R., Janney P.E., Solidum R.U., "Petrology and geochemistry of Camiguin Island, southern Philippines: insights to the source of adakites and other lavas in a complex arc setting", Contributions to Mineralogy and Petrology, N.134 (1999), p.33-51.

[16] Barton M., *"A comparative study of some minerals occurring in the potassium-rich alkaline rocks of the Leucite Hills, Wyoming, the Vico volcano, Western Italy, and the Toro-Ankole region, Uganda",* Journal of Mineralogy and Geochemistry, N.137 (1979), p.113-134.

[17] Frost B.R., Frost C.D., *"A geochemical classification for feldspathic rocks",* Journal of Petrology, N.49 (11) (2008), p.1955-1969.

[18] Conticelli S., Avanzinelli R., Ammannati E., Casalini M., *"The Role of carbon from recycled sediments in the shift from lamproite to leucitite in the Central Mediterranean region",* Lithos, N.232 (2015), p.174-196.

[19] Motoki M., Sichel S.E., Vargas T., Melo D.P., Motoki K,F., *"Geochemical behaviour of trace elements during fractional crystallization and crustal assimilation of the felsic alkaline magmas of the state of Rio de Janeiro, Brazil",* Anais da Academia Brasileira de Ciências. N.87 (2015), p.1959-1979.

[20] Conceicao R.V., Nardi L.V.S., Conceicao H., *"The Santanápolis Syenite: genesis and evolution Paleoproterozoic shoshonitic syenites in northeastern Brazil",* International Geology Review, N.42 (2000), p.1-17.

[21] Bucholz C.E., Jagoutz O., Schmidt M.W., Sambuu O., *"Fractional Crystallization of High-K Arc Magmas: Biotite-versus Amphibole-Dominated Fractionation Series in the Dariv Igneous Complex, Western Mongolia",* Contributions to Mineralogy and Petrology, N.168 (5) (2014), p.1888-1899.

[22] Nakamura N., *"Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites",* Geochimica et Cosmochimica Acta, N.38 (1974), p.757-775.

[23] McDonough W.F., Sun S.S., (1995). *"The composition of the Earth",* Chemical Geology. N.120 (1995), p.223-253.

[24] Taylor S.R., McLennan S.M., (1995). *"The geochemical evolution of the continental crust",* Reviews of Geophysics, N.33 (1995), p.241-265.

[25] Foley S.F., Barth M.G., Jenner G.A., *"Rutile/melt partition coefficients for trace elements and an assessment of the influence of rutile on the trace element characteristics of subduction zone magmas",* Geochimica et Cosmochimica Acta, N.64 (2000), p.933-938.

[26] Gao Y., Yang Z., Santosh M., Hou Z., Wei R., Tian S., *"Adakitic rocks from slab melt-modified mantle sources in the continental collision zone of southern Tibet",* Lithos, N.119 (2010), p.651-663.

[5] Macpherson C.G., Dreher S.T., Thirlwall M.F., *"Adakites without slab melting: High pressure differentiation of island arc magma, Mindanao, the Philippines"*, Earth and Planetary Science Letters, N.243 (2006), p.581-593.

[6] Li X.H., Li W.X., Wang X.C., Li Q.L., Liu Y., Tang G.Q., *"Role of mantle-derived magma in genesis of early Yanshanian granites in the Nanling Range, South China: in situ zircon Hf–O isotopic constraints"*, Science in China Series D: Earth Science, N.52 (2009), p.1262-1278.

[7] Guo Z.F., Wilson M., Liu J., *"Post-collisional adakites in south Tibet: products of partial melting of subsuction-modified lower crust"*, Lithos, N.96 (2007), p.205-224.

[8] Huang F., Li S., Dong F., He Y., Chen F., *"High-Mg adakitic rocks in the Dabie orogen, central China: Implications for foundering mechanism of lower continental crust",* Chemical Geology, N.255 (2008), p.1-13.

[9] Sorkhabi R., *"Tectonic Evolution, Collision, and Seismicity of Southwest Asia: In Honor of Manuel Berberian's Forty-Five Years of Research Contributions"*, Geological Society of America Special Papers. N.525 (2017).

[10] Pang K.-N., Chung S.-L., Zarrinkoub M.H., Khatib M.M., Mohammadi S.S., Chiu H.-Y., Chu C.-H., Lee H.-Y., Lo C.-H., *"Eocene–Oligocene post-collisional magmatism in the Lut–Sistan region, eastern Iran: magma genesis and tectonic implications"*, Lithos, N.180–181 (2013), p.234-251.

[11] Yari F., Zarrinkoub M.H., Mohammadi S.S., *"Petrography and geochemistry of magmatic rocks in north of Kalate Shab area (East of Sarbisheh), Eastern Iran"*, Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy, 28 (3) (2020), p.685-696, (in Persian).

[12] Richards J.P., *"Tectonic, magmatic, and metallogenic evolution of the Tethyan orogen: From subduction to collision"*, Ore Geology Reviews, N.70 (2015), p.323-345.

[13] Middlemost E.A.K., *"Naming materials in the magma/igneous rock system"*, Earth Science Reviews, N.37 (1994), p.215-224.

[14] Peccerillo A., Taylor S.R., *"Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonon area, northern Turkey"*, Contributions to Mineralogy and Petrology, N.58 (1976), p.63-81.

[15] Le Maitre R.W., *"Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms"*, Cambridge University Press, (2002), 236p.

[38] Rapp R.P., Shimizu N., Norman M.D., Applegate G.S., "Reaction between slab derived melts and peridotite in the mantle wedge: Experimental constraints at 3.8 GPa", Chemical Geology, N.160 (1999), p.335-356.
[39] Wang Q., Wyman D.A., Xu J.-F., Zhao Z.-H., Jian P., Xiong X.-L., Bao Z.-W., Li C.-F., Bai Z.-H., "Petrogenesis of Cretaceous adakitic and shoshonitic igneous rocks in the Luzong area, Anhui Province (eastern China): implications for geodynamics and Cu–Au mineralization", Lithos, N.89 (2006), p.424-446.
[40] Martin, H., "Adakitic magmas: modern analogous of Archaean granitoids", Lithos, N.46 (1999), p.411–429.
[41] Petford, N., Atherton, M., "Na-rich partial melts from newly underplated basaltic crust: the Cordillera Blanca Batholith, Peru", Journal of Petrology, N.46 (1996), p.1491–1521.
[42] Liu S.A., Li S.G., He Y.S., Huang F., *"Geochemical contrasts between early Cretaceous ore-bearing and ore-barren high-Mg adakites in central-eastern China: implications for petrogenesis and Cu–Au mineralization",* Geochimica et Cosmochimica Acta, N.74 (2010), p.7160-7178.
[43] Ling M.X., Wang F.Y., Ding X., Zhou J.B., Sun W.D., *"Different origins of adakites from the Dabie Mountains and the Lower Yangtze River Belt, eastern China: geochemical constraints",* International Geology Review, N.53 (2011), p.727-740.
[44] Johnson, K. T. M., *"Experimental cpx/ and garnet/melt partitioning of REE and other trace elements at high pressures; petrogenetic implications",* Mineralogical Magazine, N.58 (1994), p. 454-455.
[45] Defant M.J., Kepezhinskas P., *"Adakites: A review of slab melting over the past decade and the case for a slab-melt component in arcs",* EOS, Transactions, N.82 (65) (2001), p.68-69.
[46] Rapp R.P., Xiao L., Shimizu N., *"Experimental constraints on the origin of potassium-rich adakites in eastern China",* Acta Petrologica Sinica, N.18 (2002), p.293-302.
[47] Xiao L., Clemens J.D., *"Origin of potassic (C-type) adakite magmas: experimental and field constraints",* Lithos, N.95 (2007), p.399-414.
[48] Sen C., Dunn T., *"Dehydration melting of a basaltic composition amphibolite at 1.5 and 2.0 GPa: Implications for the origin of adakites",* Contributions to Mineralogy and Petrology, N.117 (1994), p.394-409.
[27] Le Roux A.P., *"Geochemical correlation between southern African kimberlites and south Atlantic hotspots",* Nature, N.324 (1986), p.243-245.
[28] Li X.Y., Zheng J.P., Ma Q., Xiong Q., Griffin W.L., Lu J,G., *"From enriched to depleted mantle: Evidence from Cretaceous lamprophyres and Paleogene basaltic rocks in eastern and central Guangxi Province, western Cathaysia block of South China",* Lithos, N.184-187 (2014), p.300-313.
[29] Jahn B.M., Wu F.Y., Lo C.H., Tsai C.H., *"Crust–mantle interaction induced by deep subduction of the continental crust: geochemical and Sr–Nd isotopic evidence from post-collisional mafic–ultramafic intrusions of the northern Dabie complex, central China",* Chemical Geology, N.157 (1999), p.119-146.
[30] Chappell B.W., *"Aluminium saturation in I- and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranites",* Lithos, N.46 (1999), p.535-551.
[31] Müller D., Rock N.M.S., Groves D.I., *"Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks from different tectonic settings: a pilot study",* Mineralogy and Petrology, N.46 (1992), p.259-289.
[32] Müller D., Groves D.I., "*Potassic Igneous Rocks and Associated Gold-Copper Mineralization",* Mineral Resource Reviews. Fourth Edition (2016).
[33] Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G., *"Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks",* Journal of Petrology, N.25 (1984), p.956-983.
[34] Moyen J.F., *"High Sr/Y and La/Yb ratios: The meaning of the "adakitic signature",* Lithos, N.112 (2009), p.556-574.
[35] Baker M.B., Hirschmann M.M., Ghiorso M.S., Stolper E.M., *"Compositions of near-solidus peridotite melts from experiments and thermodynamic calculations",* Nature, N.375 (1995), p.308-311.
[36] Lloyd F., Arima M., Edgar A., *"Partial melting of a phlogopite-clinopyroxenite nodule from south-west Uganda: an experimental study bearing on the origin of highly potassic continental rift volcanics",* Contributions to Mineralogy and Petrology, N.91 (1985), p.321-329.
[37] Stern C.R., Kilian R., *"Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean Austral Volcanic Zone",* Contributions to Mineralogy and Petrology, N.123 (1996), p.263-281.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.4.10.3]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.4.837]

[60] Kelemen P.B., Yogodzinski G.M., Scholl D.W., *"Along-strike variation in lavas of the Aleutian Island Arc: Implications for the genesis of high Mg# Andesite and the continental crust, in Inside the Subduction Factory",* American Geophysical Union Monograph, N.138 (2003), p.223-311.

[61] Ayers J., *"Trace element modeling of aqueous fluid–peridotite interaction in the mantle wedge of subduction zones",* Contributions to Mineralogy and Petrology, N.132 (1998), p.390-404.

[62] Plank T., Langmuir C.H., *"The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle",* Chemical Geology, N.145 (1998), p.325-394.

[63] Rogers, N.W., Hawkesworth, C.J., Mattey, D.P., Harmon, R.S., *"Sediment subduction and the source of potassium in orogenic leucitites",* Geology, N.15 (1987), p.451–453.

[64] Wang Q., Wyman D.A., Xu J., Jian P., Zhao Z., Li C., Xu W., Ma J., He B., *"Early Cretaceous adakitic granites in the Northern Dabie Complex, central China: Implications for partial melting and delamination of thickened lower crust",* Geochimica et cosmochimica acta, N.71 (2007), p.2609-2636.

[65] Alinaghi A., Koulakov I., Thybo H., "Seismic tomographic imaging of *P*- and *S*-waves velocity perturbations in the upper mantle beneath Iran", Geophysical Journal International, N.169 (2007), p.1089-1102.

[66] Walker R., Jackson J., *"Active tectonics and late Cenozoic strain distribution in central and eastern Iran",* Tectonics. N.23 (2004), p.1-24.

[67] Aldanmaz E., Pearce J.A., Thirlwall M.F., Mitchell J.G., *"Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey",* Journal of Volcanology and Geothermal Research, N.102 (2000), p.67-95.

[68] Niu Y.L., *"Generation and evolution of basaltic magmas: some basic concepts and a new view on the origin of Mesozoic–Cenozoic basaltic volcanism in Eastern China",* Geological Journal of China Universities, N.11 (2005), p.9-46.

[69] Lustrino M., *"How the delamination and detachment of lower crust can influence basaltic magmatism",* Earth Science Reviews, N.72 (2005), p.21-38.

[70] Prelevic D., Foley S.F., Romer R., Conticelli S., *"Mediterranean Tertiary lamproites derived from multiple source components in postcollisional geodynamics",* Geochimica et Cosmochimica Acta. N.72 (2008), p.2125-2156.

[49] Jochum K.P., Stolz J., McOrist G., *"Niobium and tantalum in carbonaceous chondrites : constraints on the Solar System and primitive mantle niobium/tantalum, zirconium/niobium, and niobium/uranium ratios",* Meteoritics and Planetary Science, N.35 (2000), p.229-235.

[50] Rudnick R.L., Gao S., *"Composition of the Continental Crust, in Holland, H.D., and Turekian, K.K., eds"* Treatise on Geochemistry, Oxford, UK, Elsevier, (2003), p.1–64.

[51] Foley S., Tiepolo M., Vannucci R., "Growth of early continental crust controlled by melting of amphibolite in subduction zones", Nature, N.417 (2002), p.837-840.

[52] Li B., Jiang S.Y., Zhang Q., Zhao H.X., Zhao K.D., *"Geochemistry, geochronology and Sr–Nd–Pb–Hf isotopic compositions of Middle to Late Jurassic syenite–granodiorites–dacite in South China: Petrogenesis and tectonic implications",* Gondwana Research, (2015), p.21-42.

[53] Schreiber, H. D., Lauer, H. V., Thanyasir, T., *"The redox state of cerium in basaltic magmas: an experimental study of iron–cerium interaction in silicate melts",* Geochim. Cosmochim. Acta, N.44 (1980), p.1599-1612.

[54] Hole, M. J., Saunders, A. D., Marriner, G. F., Tarney, J., *"Subduction of pelagic sediments: Implications for the origin of Ce-anomalous basalts from the Mariana Islands",* Journal of Geological Society, N.141 (1984), p.453–472.

[55] Hawkesworth C.J., Turner S.P., McDermott F., Peate D.W., van Calsteren P., *"U-Th isotopes in arc magmas; implications for element transfer from the subducted crust",* Science, N.276 (1997), p.551-555.

[56] Staudigel H., Plank T., White W.M., Schmincke H.-U., *"Geochemical fluxes during seafloor alteration of the basaltic upper oceanic crust: DSDP Sites 417 and 418, in Subduction: Top to Bottom",* Geophysical Monograph Series, N.96 (1996), p.19-38.

[57] Johnson M.C., Plank T., *"Dehydration and melting experiments constrain the fate of subducted sediments",* Geochemistry Geophysics and Geosystem, G3 7, 1999GC000014, (1999).

[58] Mibe K., Kawamoto T., Matsukage K,N., Fei Y., Ono S., *"Slab melting versus slab dehydration in subduction-zone magmatism"*, PNAS, N.108 (2011), p.8177-8182.

[59] Hofmann A., Jochum K., Seufert M., White W., *"Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution",* Earth and Planetary Science Letters, N.79 (1986), p.33–45.